

**ÉCOLES NORMALES SUPÉRIEURES
ÉCOLE NATIONALE DES PONTS ET CHAUSSÉES**

CONCOURS D'ADMISSION SESSION 2021

**FILIÈRE BCPST
COMPOSITION DE SCIENCES DE LA TERRE**

Épreuve commune aux ENS de Lyon, Paris, Paris-Saclay et à l'ENPC

Durée : 4 heures

L'utilisation des calculatrices n'est pas autorisée pour cette épreuve.

Le sujet comprend 25 pages numérotées de 1 à 25

Début de l'épreuve

1 Les enveloppes terrestres

1.1 Détermination d'une limite entre grandes enveloppes grâce à la zone d'ombre

- 1.1.1 Définissez un séisme. Comment un tel évènement sismique est-il enregistré ?
- 1.1.2 Quels types d'ondes sismiques se propagent à partir d'un foyer sismique ? Rappelez les modalités de la propagation des ondes sismiques dans un milieu discontinu et la loi qui les régit.
- 1.1.3 La figure 1 est un hodographe des ondes sismiques. Expliquez ce qu'il représente et comment il est construit.
- 1.1.4 Grâce à l'analyse des différentes courbes de la figure 1, caractérisez l'évolution de la vitesse de propagation apparente des différents types d'ondes sismiques (ondes de surface, ondes de volume) lorsque l'on s'éloigne de la source. Rappelez l'expression mathématique de la vitesse des ondes P et S. La forme des courbes de l'hodographe est-elle cohérente avec cette expression? Justifier. Déduisez des réponses précédentes quelles ondes sismiques permettent l'étude des enveloppes profondes de la Terre.
- 1.1.5 Lors de l'étude de séismes à grande échelle, on constate la présence d'une zone d'ombre pour des stations situées entre 11 500 km (105°) et 14 500 km (143°) de l'épicentre. Dans cette zone, on ne reçoit pas d'ondes directes P et S. Faites un schéma de la propagation des ondes à l'intérieur de la Terre en tenant compte de cette zone d'ombre. Quelle structure met en évidence cette zone d'ombre ?
- 1.1.6 On représente la dernière onde sismique directe reçue avant la zone d'ombre (à 105°) de manière simplifiée sur la figure 2. Déterminez la profondeur de la discontinuité entre les deux enveloppes. Donnez le nom des enveloppes et de la discontinuité. On appellera R_t le rayon terrestre, R_n la distance entre la discontinuité et le centre de la Terre, et θ l'angle de la dernière station recevant les ondes directes du séisme avant la zone d'ombre. Comparez ce résultat avec la profondeur réelle de cette discontinuité.

1.2 Utilisation des ondes coniques de compression-dilatation

- 1.2.1 Suite au séisme de Zagreb en 1909, Andrija Mohorovicic publie l'hodographe présenté en figure 3. En plus des ondes P directes, deux trains d'ondes de compression-dilatation (notés P et \bar{P}) apparaissent. Sur quelles gammes de distance à l'épicentre sont enregistrés chacun de ces trains d'ondes ? Que nous indique l'apparition de ce double train d'ondes P sur le(s) milieu(x) de propagation ?
- 1.2.2 Quelle structure majeure de la Terre interne a été mise en évidence grâce à ces deux trains d'ondes P ? En vous basant en particulier sur l'enregistrement de ces ondes près de la source (à 0 km de distance), donnez les trajets suivis par ces deux types d'ondes (P et \bar{P}). Représentez ces trajets sur un schéma et donnez la nomenclature actuelle de ces ondes.
- 1.2.3 Déterminez la profondeur de cette structure majeure (on fera à nouveau l'approximation d'une propagation rectiligne des rais sismiques et on négligera la profondeur focale). Données : vitesse des ondes P à faible profondeur : 6 km/s ; dernière onde \bar{P} enregistrée à $t=116$ s et $\Delta=690$ km

1.3 Détermination de proportions relatives de grands réservoirs terrestres

On souhaite déterminer les proportions relatives de trois enveloppes terrestres : la croûte, le manteau supérieur et le manteau inférieur. Pour cela on utilise le fait que chacune de ces enveloppes a une signature géochimique spécifique et peut donc être considérée comme un « réservoir géochimique ». On utilisera l'élément chimique iode pour effectuer un bilan de masse entre ces trois réservoirs.

L'iode dans la croûte terrestre : Wänke et al. (1984) proposent les valeurs suivantes (légèrement modifiées et simplifiées) pour la croûte :

Compartiment	Masse (10^{24} g)	Iode (ppb)
Sédiments marins	0,5	20 000
Sédiments continentaux	1,5	2 000
Roches mafiques de la croûte océanique	6	9
Roches magmatiques et métamorphiques de la croûte continentale	20	10

- 1.3.1 Calculer la masse de ce réservoir « croûte » et la concentration moyenne de l'iode dans celui-ci.

L'iode dans le manteau : Les mêmes auteurs ont donné comme concentration de l'iode dans le manteau la valeur obtenue sur un nodule (lherzolite à spinelle) et égale à 4,2 ppb. Un travail plus récent donne pour les N-MORB (basaltes) une valeur de 8 ppb.

- 1.3.2 L'iode est souvent associé à la matière organique, aux sédiments ou à l'eau de mer, mais peu concentré dans les minéraux des roches magmatiques. Comment pouvez-vous qualifier son comportement chimique ? Vers quelle valeur tend alors son coefficient de partage ?
- 1.3.3 En utilisant les valeurs proposées pour les concentrations en iode, quel taux de fusion partielle du manteau serait nécessaire pour produire ces basaltes ?
- 1.3.4 De tels taux de fusion partielle du manteau correspondent-ils à ceux que l'on rencontre au niveau des dorsales produisant les basaltes de type MORB ? Ont-ils existé à un moment de l'histoire de la Terre ?
- 1.3.5 Les concentrations d'iode ainsi déterminées dans le manteau et dans les basaltes ne sont donc pas compatibles. Laquelle de ces deux valeurs vous semble la plus fiable ? Pourquoi ?
- 1.3.6 En utilisant la valeur que vous avez considérée comme étant la plus fiable, et un taux de fusion partielle de 15%, déterminez la concentration en iode dans les deux réservoirs (basaltes et manteau).

L'iode dans le manteau inférieur : On considère un modèle dans lequel la Terre est structurée en trois réservoirs : la croûte, le manteau primitif et le manteau appauvri (source des N-MORB).

- 1.3.7 Sachant que le potassium a pour concentration 9100, 250 et 70 ppm respectivement dans ces trois compartiments, calculer les fractions massiques de ces trois réservoirs (on rappelle que la masse du manteau est de $4 \cdot 10^{27}$ g).
- 1.3.8 En adoptant ces valeurs calculer la concentration en iode du manteau primitif.

1.4 Modèle de Terre interne

- 1.4.1 À l'aide du modèle de vitesses de propagation des ondes sismiques proposé en figure 4 (et que vous nommerez) ainsi que des données établies dans les questions précédentes et de vos connaissances personnelles, repérez sur le document les grandes discontinuités sismologiques. Nommez les compartiments délimités par ces discontinuités.

2 Propriétés de la lithosphère

2.1 La lithosphère vue par la sismologie

- 2.1.1 Dans la même publication que celle du document précédent, les auteurs proposent un modèle de vitesse de propagation des ondes sismiques pour le manteau jusqu'à 900 km de profondeur (figure 5). Dans chaque compartiment (délimité par deux discontinuités), décrivez l'évolution de la vitesse de propagation avec la profondeur. Comment l'expliquez-vous ?
- 2.1.2 Un compartiment semble échapper à cette relation vitesses / profondeur. Comment nomme-t-on cette zone ? Comment interprète-t-on la présence de cette zone atypique ? Quelles enveloppes délimite-t-elle ?
- 2.1.3 Le document précédent est issu d'une publication de 1980. Que propose-t-on actuellement comme caractérisations de cette zone particulière ?

2.2 La lithosphère, une enveloppe conductrice

Suite à l'observation d'une augmentation de 3°C tous les 100 mètres de profondeur dans les mines, on a établi un gradient de température dans la partie la plus superficielle de la croûte :

$$\frac{\partial T}{\partial z} \approx 30^\circ \text{C/km} \quad (\text{pour } z \text{ proche de } 0)$$

- 2.2.1 En supposant ce gradient de température constant, quelle serait la température au centre de la Terre ? Quelle serait la température à la base de la lithosphère ? Qu'en concluez-vous ?

Dans la lithosphère continentale, la production radiogénique de chaleur et le transport conductif de la chaleur sont les processus thermiques dominants. Dans ce cas, et en négligeant les variations temporelles, on a :

$$k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + A = 0 \quad \text{avec } k \text{ la conductivité thermique et } A \text{ la production radiogénique.}$$

$$\text{On pose : } A = A_0 \cdot e^{\left(\frac{-z}{d}\right)}$$

avec d l'échelle de décroissance de A en fonction de la profondeur z .

On rappelle que le transport de la chaleur dans la lithosphère est conductif, et que le transfert conductif répond à la loi de Fourier.

2.2.2 Précisez les unités de k , A et A_0 .

2.2.3 Rappelez la loi de Fourier de la conduction thermique dans un espace unidimensionnel ne dépendant que de la profondeur (z). On appellera k la conductivité thermique et $q(z)$ le flux thermique.

2.2.4 Établir l'équation du flux de chaleur en fonction de la profondeur. On utilisera les conditions : $q = -q_r$ pour z tend vers l'infini où q_r est le flux de chaleur à la base de la lithosphère, et $q = -q_0$ à la surface.

2.2.5 Établir l'équation de la température en fonction de la profondeur. On considérera que la température tend vers zéro à la surface.

2.2.6 Déterminer la température à la base de la lithosphère (on choisira une lithosphère de 120 km d'épaisseur).

Applications numériques :

$$q_r = 0,03 \text{ W.m}^{-2}$$

$$q_0 = 0,068 \text{ W.m}^{-2}$$

$$d = 10 \text{ km}$$

$$k = 3,35 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$$

2.2.7 On présente sur la figure 6 le flux thermique mesuré à la surface de la lithosphère. Quelle est la valeur référence du flux thermique à la surface de la lithosphère donnée dans les questions précédentes ?

2.2.8 Indiquez les zones où la mesure du flux thermique s'éloigne de cette valeur moyenne. Interprétez ces écarts.

2.2.9 La figure 7 montre des mesures du flux thermique en domaine océanique. Interprétez la relation entre l'âge de la croûte océanique et le flux de chaleur mesuré.

2.2.10 En ne considérant que la loi de Fourier, et en utilisant la valeur de conductivité thermique fournie précédemment, calculez l'épaisseur de la lithosphère océanique conductive à 0, 20, 50, 100 et 120 Ma. On choisira l'isotherme 1300°C comme limite de la base de la lithosphère conductive. Commentez les valeurs maximale et minimale trouvées.

2.3 La lithosphère, une enveloppe en équilibre archimédien

2.3.1 La surface de la Terre, dans l'hypothèse où celle-ci est homogène, déformable et en rotation, est assimilable à une ellipsoïde. Cette surface joue le rôle d'équipotentielle de pesanteur théorique. Une formule assez récente permet de déterminer la valeur de la pesanteur (en mGal) en tout point de cette ellipsoïde :

$$g = 978031,8 \cdot (1 + 5,3024 \cdot 10^{-3} \sin^2 \lambda - 5,8 \cdot 10^{-6} \sin^2 2\lambda)$$
 avec λ la latitude du point considéré.

Déterminez la valeur théorique de g à Chamonix (latitude $45^\circ 55' 23''$ nord) et à Blind Bull (latitude $42^\circ 56' 24''$, dans les montagnes Rocheuses de l'état du Wyoming aux États-Unis).

2.3.2 La gravité mesurée en un point de la surface terrestre dépend au premier ordre de l'altitude du point de mesure et de la topographie en ce point. Exprimez et déterminez la correction d'altitude à effectuer sur la valeur de g théorique dans les deux cas proposés. On rappelle que la constante gravitationnelle G vaut $6,674 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$, on utilisera 6378 km pour le rayon terrestre et $5,9722 \cdot 10^{24} \text{ kg}$ pour la masse de la Terre, et on prendra :

Altitude de Chamonix : $h_1 = 1038 \text{ m}$

Altitude de Blind Bull : $h_2 = 2493 \text{ m}$

2.3.3 Afin d'éliminer les perturbations gravitationnelles locales dues à la répartition des masses en surface, on effectue deux corrections supplémentaires (que l'on nommera « correction 2 » et « correction 3 »). Nommez et explicitez le principe de ces deux corrections.

2.3.4 Afin d'estimer la « correction de plateau », on assimile la topographie excédentaire à un cylindre de rayon R et de hauteur h (figure 8). Pour estimer l'attraction gravitationnelle excédentaire exercée par ce cylindre, on estime d'abord l'attraction exercée par un anneau (de rayon r , d'épaisseur dz et de largeur dr) et mesurée au point M . On peut considérer que les composantes horizontales de g s'annulent (présence d'une symétrie), on ne tiendra donc compte que de la composante verticale de g . Donnez l'expression de cette composante verticale de g .

2.3.5 En intégrant l'expression précédente sur r et z , démontrez que l'attraction gravitationnelle excédentaire exercée par ce cylindre s'exprime de la manière suivante : $g = 2\pi G \rho h$. On considérera que g est mesuré à la surface de la topographie et que $R \gg h$.

- 2.3.6 En prenant $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$, déterminez la valeur de la correction de plateau aux deux points considérés.
- 2.3.7 La « correction 3 » est estimée à -34 mGal à Chamonix et à $+2 \text{ mGal}$ à Blind Bull. La gravité mesurée étant de $980\,332,9 \text{ mGal}$ à Chamonix et de $979\,722 \text{ mGal}$ à Blind Bull, définissez l'anomalie de Bouguer et calculez-la dans les deux cas considérés. Commentez les résultats obtenus.
- 2.3.8 Quel principe a été proposé en conséquence à ces calculs de gravimétrie ? Énoncez-le et rappelez les deux modèles historiques proposés pour rendre compte des mécanismes pouvant être à l'œuvre. Représentez chacun de ces modèles par un dessin.
- 2.3.9 La figure 9 présente la fréquence des élévations de la surface du globe. Décrivez la répartition des élévations visibles sur cette figure. Proposez une explication à cette répartition. Quelle proportion de la surface terrestre se situe au-dessus de l'altitude moyenne des continents ?
- 2.3.10 Expliquez et quantifiez à l'aide de calculs appropriés les différences d'altitude entre, d'une part, les continents et les fonds océaniques et, d'autre part, entre les plaines continentales et les zones de montagne. On prendra :

ρ_{co} : densité de la croûte océanique = $2,9 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$

ρ_{cc} : densité de la croûte continentale = $2,7 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$

ρ_{manti} : densité du manteau lithosphérique = $3,3 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$

Épaisseur d'une croûte océanique : 5 km

Épaisseur d'une croûte continentale en plaine : 30 km

Épaisseur d'une croûte continentale dans une chaîne de montagne : 60 km

Commentez les résultats obtenus.

3 Dynamique et rhéologie de la lithosphère

3.1 La dynamique horizontale des plaques lithosphériques

- 3.1.1 Sur l'extrait de carte géologique de la figure 10, nommez les plaques et frontières en présence. Après avoir précisé comment a été élaborée la carte de la figure 10, vous calculerez la vitesse relative des deux plaques.
- 3.1.2 Rappelez le principe du positionnement par GPS et son application à la mesure du déplacement des plaques. Historiquement, qu'a apporté la géodésie spatiale à l'étude de la cinématique des plaques ?
- 3.1.3 La figure 11 montre les séries temporelles mesurées par géodésie spatiale dans deux stations islandaises. Établissez la vitesse relative entre les plaques Eurasie et Amérique du Nord à l'aide de ces données. Commentez votre résultat.
- 3.1.4 Sur l'extrait de la carte géologique de l'océan Indien de la figure 12, nommez les grandes plaques en présence et identifiez les grandes frontières de plaques .
- 3.1.5 En utilisant l'anomalie magnétique notée 3Ay et datée de 5,894 Ma, établissez les vecteurs vitesse de divergence relative sur les deux frontières où cela est possible.
- 3.1.6 Déduisez-en, à l'aide d'une construction géométrique simple, le troisième vecteur de déplacement relatif.

3.2 La dynamique verticale de la lithosphère

On cherche à estimer le rééquilibrage isostatique suite à des événements tectoniques et sédimentaires d'échelle crustale, en domaine continental. On utilisera les données suivantes :
Densités : Croûte continentale : $\rho_c = 2,7$; Manteau supérieur : $\rho_m = 3,3$; Eau : $\rho_e = 1$;
Sédiments : $\rho_s = 2,2$; Épaisseur d'une croûte continentale non déformée : $h_0 = 30$ km

- 3.2.1 On observe un relief orogénique noté h de 4 km. Calculez la valeur de l'épaississement total de la croûte continentale. Comment se fait la répartition relief / racine de cet épaississement ?
- 3.2.2 Ce relief orogénique évolue par érosion. Quelle est l'épaisseur de croûte continentale qu'il faut éroder pour que le relief initial h diminue de 1 km ?
- 3.2.3 Suite à une extension tectonique de la croûte continentale, on observe le développement d'un bassin rempli d'eau. L'amincissement étant d'un facteur 2, quelle est la profondeur h_1 du bassin ? Comment appelle-t-on l'abaissement de la hauteur h_1 du sommet de la croûte ? Comment se répartit l'amincissement total entre la surface et la profondeur ? On notera h_2 la quantité de remontée du Moho.
- 3.2.4 Ce même bassin évolue en réponse au dépôt sédimentaire. L'épaisseur des sédiments déposés est $e = 5$ km. Comment s'exprime l'abaissement du sommet de la croûte ? Comment appelle-t-on cet abaissement suite à un dépôt sédimentaire ? Quelle est la profondeur du bassin résiduel ? On notera h_1 la profondeur initiale du bassin et $h_1 - \Delta z$ la profondeur finale du bassin.
- 3.2.5 La figure 13a montre des plages surélevées sur la côte canadienne. On retrouve le même type de plages surélevées en Scandinavie, en particulier à l'embouchure de la rivière Angerman, en Suède. La figure 13b montre l'élévation de ces plages suédoises en fonction de leur âge. Quelles hypothèses peut-on faire pour expliquer la présence de ces plages surélevées ?
- 3.2.6 Sur la figure 13b, les points représentent les mesures, et la courbe en trait plein représente l'approximation exponentielle. Pourquoi le réajustement de la lithosphère suite à la disparition de la calotte n'est-il pas instantané ? Quel paramètre rhéologique contrôle le temps caractéristique de cette phase exponentielle ?

3.3 La stratification rhéologique de la lithosphère

- 3.3.1 Afin de caractériser la déformation au sein de la lithosphère, on procède à une étude expérimentale des comportements mécaniques des roches lithosphériques. Les échantillons sont mis sous contrainte contrôlée via une presse triaxiale. Rappelez le protocole expérimental à l'aide d'un schéma. Définissez les termes « contrainte » et « déformation ».
- 3.3.2 Sur la figure 14, établissez les phases de déformation visibles et donnez leurs caractéristiques.
- 3.3.3 Définissez la résistance d'une roche. Reproduisez sur votre copie et complétez la figure 14 en représentant les deux grands types de déformation que l'on peut rencontrer lorsque l'on atteint la limite de résistance de l'échantillon. Donnez les caractéristiques de ces deux types de déformation.
- 3.3.4 Définissez alors les comportements rhéologiques fragile et ductile (vous pouvez vous aider de schémas de votre choix).
- 3.3.5 Déterminez à partir de la figure 15 le rôle de la pression lithostatique sur la déformation et le comportement rhéologique.
- 3.3.6 Déterminez à partir de la figure 16 le rôle de la température sur la déformation et le comportement rhéologique.
- 3.3.7 Quelle peut être alors l'évolution attendue du comportement rhéologique des roches avec la profondeur ?
- 3.3.8 On cherche à rendre compte de l'évolution du comportement rhéologique de la lithosphère continentale avec la profondeur. Que représentent les courbes figurées sur la figure 17?
- 3.3.9 Dessinez sur la figure 17 les différentes enveloppes constituant la lithosphère continentale. Déduisez de la question précédente les grands compartiments rhéologiques de la lithosphère continentale et représentez-les sur le document.
- 3.3.10 Quels sont les compartiments rhéologiques les plus résistants dans la lithosphère continentale ? Que devient la résistance au-delà de 90 km de profondeur ? Quel est le comportement mécanique au-delà de 90 km de profondeur ? Quelle est la conséquence géodynamique de l'apparition de ce comportement mécanique ?

3.4 La fragmentation de la lithosphère continentale

- 3.4.1 À l'aide de la figure 18, établissez la chronologie de l'ouverture de l'océan Atlantique .
- 3.4.2 La figure 19 représente des provinces magmatiques géantes dans et autour de l'Atlantique. Comment se caractérisent ces provinces magmatiques géantes ?
- 3.4.3 Quel lien peut-on établir entre les âges des basaltes retrouvés dans ces provinces magmatiques géantes et les âges d'ouverture des différents segments de l'océan Atlantique ? À quelle phase de l'extension pouvez-vous lier le développement de ces provinces magmatiques géantes ?
- 3.4.4 La figure 20 montre la signature géochimique en néodyme (Nd) et en strontium (Sr) des basaltes récoltés dans les trapps de Parana et d'Etendeka. Proposez une origine à ces basaltes.
- 3.4.5 Expliquez pourquoi la présence d'un panache mantellique sous le domaine continental peut favoriser la fragmentation de celui-ci. On n'omettra pas d'évoquer les modifications rhéologiques suivant l'arrivée d'un panache mantellique.

3.5 La pétrologie de la lithosphère océanique

- 3.5.1 Rappelez à l'aide d'un schéma la structure verticale de la lithosphère océanique.
- 3.5.2 Déterminez la minéralogie et le nom de(s) la roche(s) visible(s) sur la figure 21. À l'aide des photographies en figure 21 et du tableau 1, dégagez les arguments permettant de proposer une filiation entre les magmas basaltiques et le manteau terrestre
- 3.5.3 À l'aide de l'étude du tableau 1, dégagez les arguments permettant de proposer un mécanisme de fusion partielle liant magmas basaltiques et manteau terrestre.
- 3.5.4 Grâce à l'étude des concentrations en K_2O , déterminez le taux de fusion partielle pour l'échantillon 3 ainsi que pour l'échantillon 4. On considérera que la roche 2 comme source.
- 3.5.5 On cherche à déterminer plus précisément les taux de fusion partielle du manteau à l'origine des liquides basaltiques de type MORB. On utilise pour cela le comportement de l'élément Na. La teneur en Na_2O du manteau primitif, obtenue par l'analyse des nodules mantelliques, est de 0,33 %. La croûte continentale en contient 3,1 %. En utilisant les fractions massiques obtenues à la question 1.3.7, calculer la concentration actuelle du manteau appauvri.

- 3.5.6 Les basaltes des rides océaniques de type appauvri (N-MORB) ont une concentration moyenne en Na_2O de 2,68 %, le domaine de variations s'étalant de 1,9 à 3,5 % (pour 95% des échantillons). Les variations observées ne sont pas imputables à la cristallisation fractionnée car cet effet peut être corrigé facilement mais au degré de fusion de la source. Les variations de composition des basaltes ne peuvent pas s'expliquer par des variations de composition de la source : les échantillons des rides de type N ont d'après leurs isotopes et leurs éléments traces un caractère appauvri. On cherche donc à obtenir une évaluation de la fraction de fusion partielle. Pour cela on suppose que la concentration évaluée dans le manteau appauvri est homogène. Quel est le comportement du sodium lors des événements de fusion partielle ? Estimez la valeur vers laquelle tend son coefficient de partage.
- 3.5.7 Calculez le domaine (valeurs extrêmes) et la valeur moyenne de la fusion partielle pour les basaltes océaniques.
- 3.5.8 Pour un résultat plus précis on demande d'estimer le coefficient de partage de Na lors de la fusion de : Ol : Opx : Cpx = 75 : 15 : 10. Les coefficients de partage de Na pour chacune de ces phases est respectivement de : 0 : 0,05 : 0,2. Estimez le taux de fusion partielle. Concluez sur les conséquences de l'approximation « comportement incompatible idéal » attribué classiquement aux éléments alcalins.

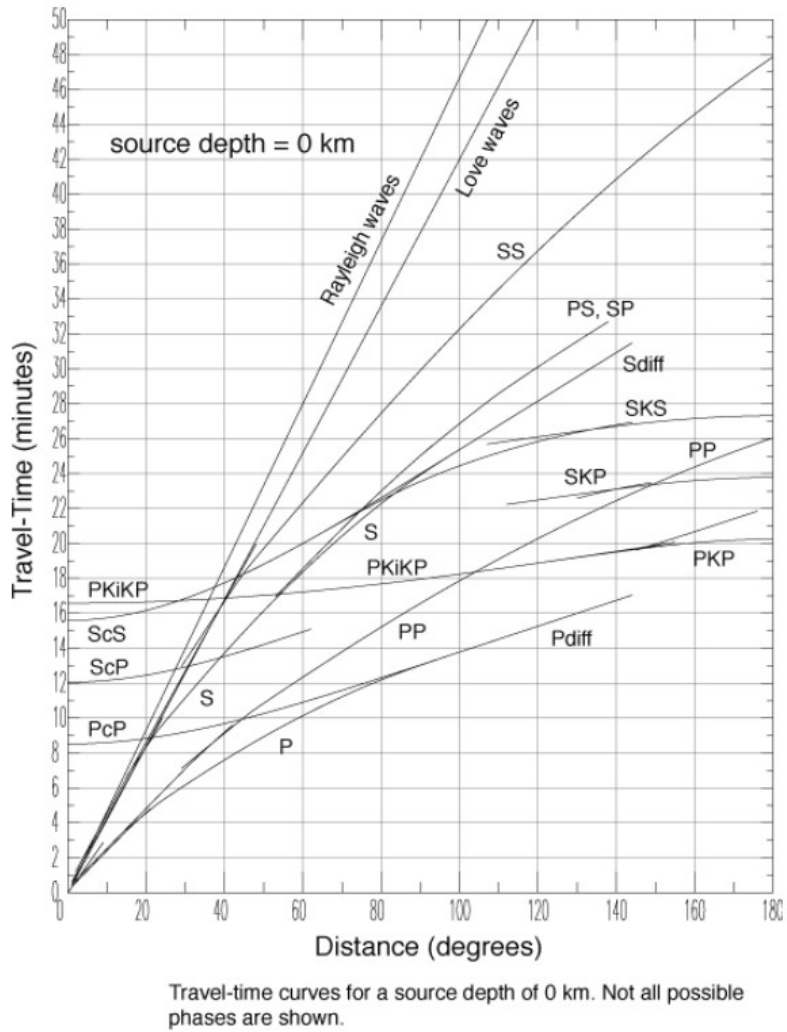


Figure 1 : Hodographe représentant les hodochrones des ondes sismiques. "Travel-time" = temps de trajet. "depth" = profondeur. Traduction du titre : Courbes du temps de trajet pour une source à 0 km de profondeur. On ne représente pas toutes les phases d'ondes possibles.

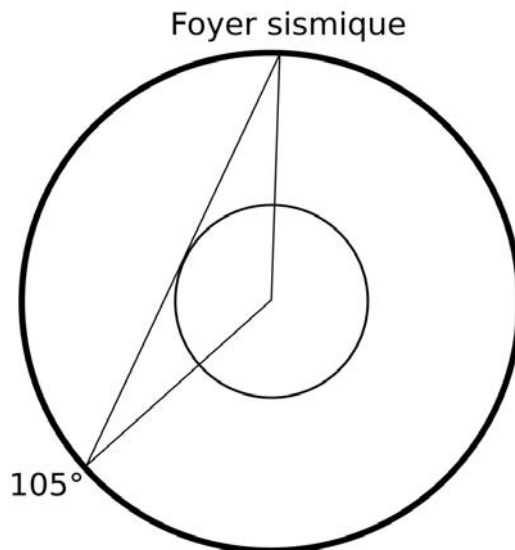


Figure 2 : Représentation simplifiée de la propagation de l'onde directe reçue à 105° du foyer sismique.

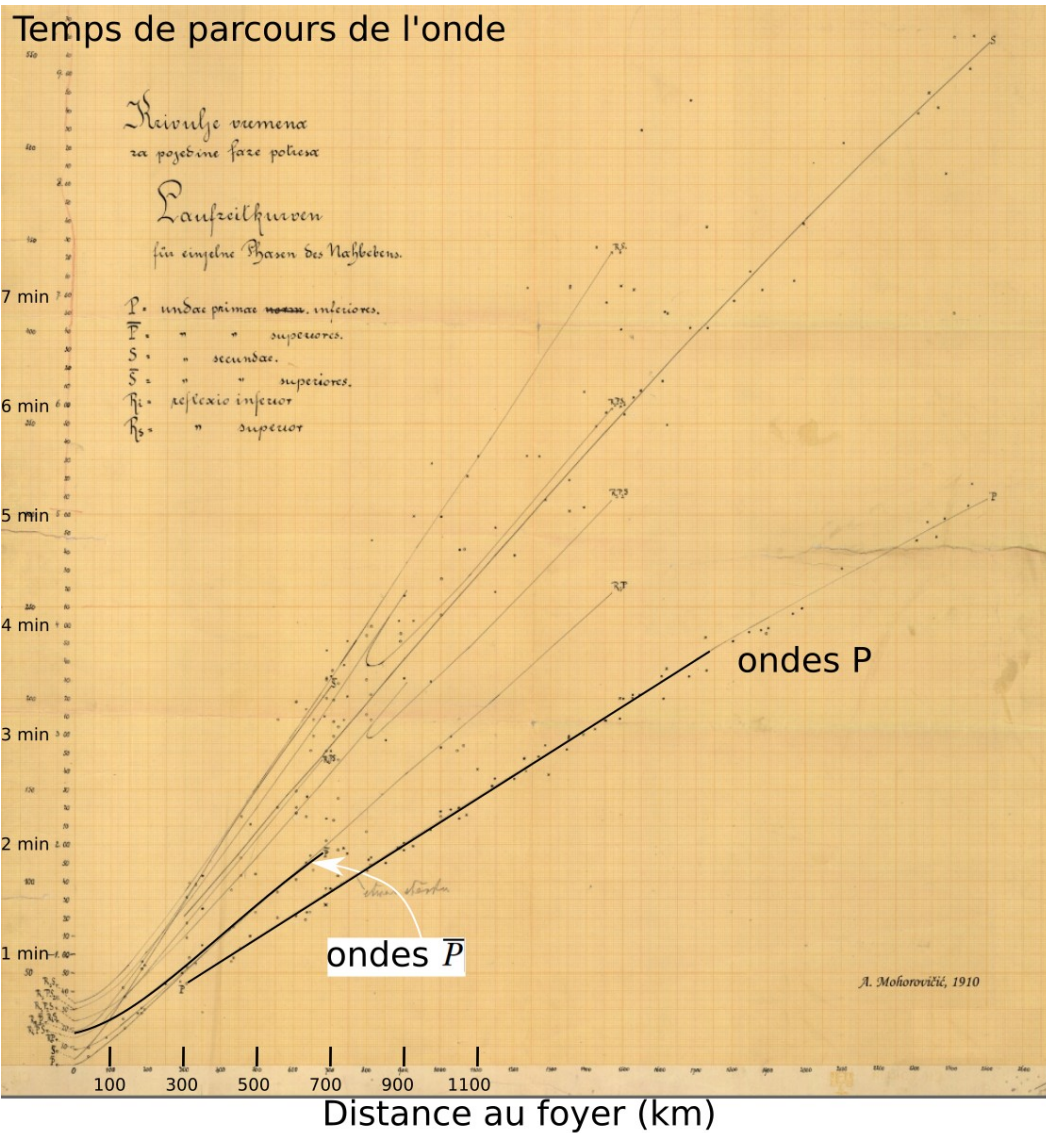


Figure 3 : Hodochrones tracées par A. Mohorovicic à l'issue du séisme de Zagreb (1909)

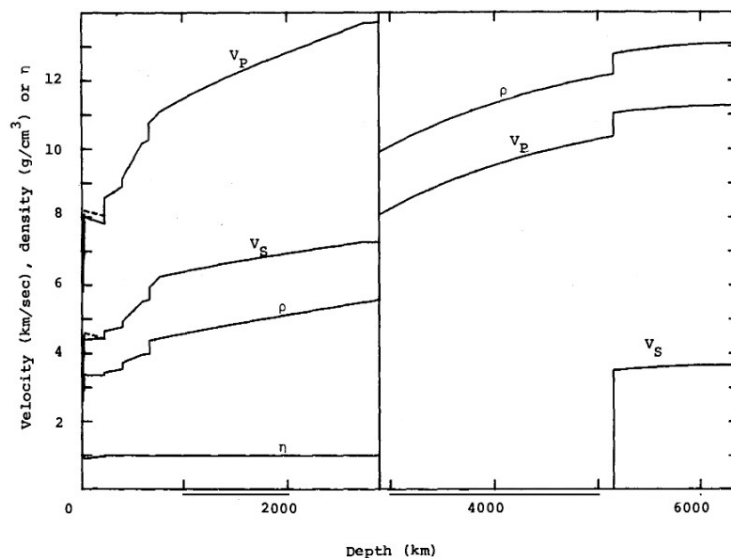


Fig. 8. The PREM model. Dashed lines are the horizontal components of velocity. Where η is 1 the model is isotropic. The core is isotropic.

Figure 4 : Modèle de vitesse de propagation des ondes sismiques (v_p , v_s) en fonction de la profondeur ("depth") (Dziewonski et Anderson, 1980). Les lignes pointillées représentent la composante horizontale de la vitesse.

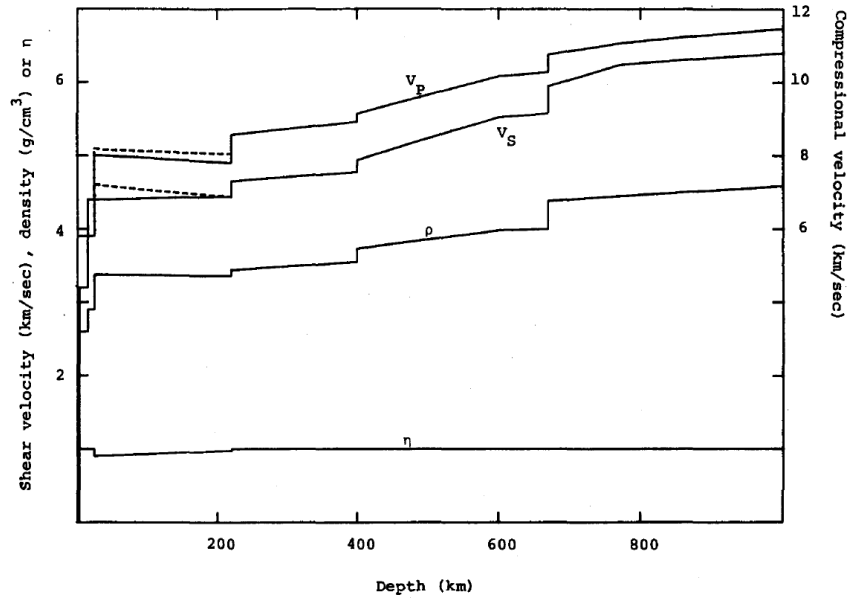


Fig. 7. Upper mantle velocities, density and anisotropic parameter η in PREM. The dashed lines are the horizontal components of velocity. The solid curves are η , ρ and the vertical, or radial, components of velocity.

Figure 5 : Modèle de vitesse de propagation des ondes sismiques (v_p , v_s) en fonction de la profondeur ("depth") de 0 à 900 km. Les lignes pointillées représentent la composante horizontale de la vitesse. (Dziewonski et Anderson, 1980)

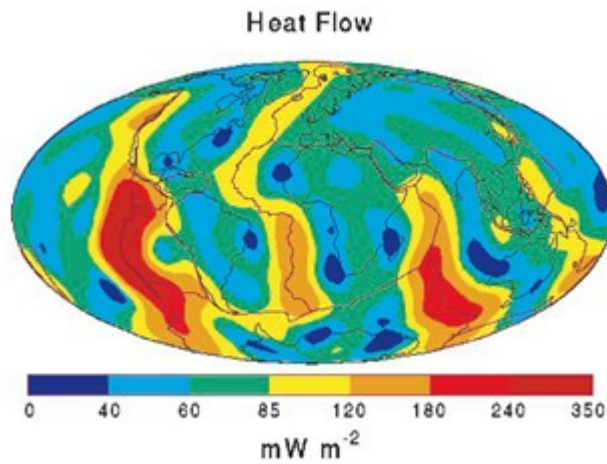


Figure 6: Flux thermique mesuré à la surface de la Terre

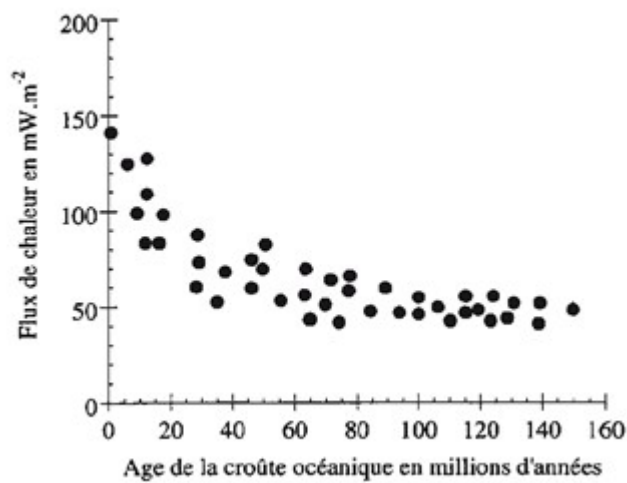


Figure 7: Flux thermique mesuré en domaine océanique

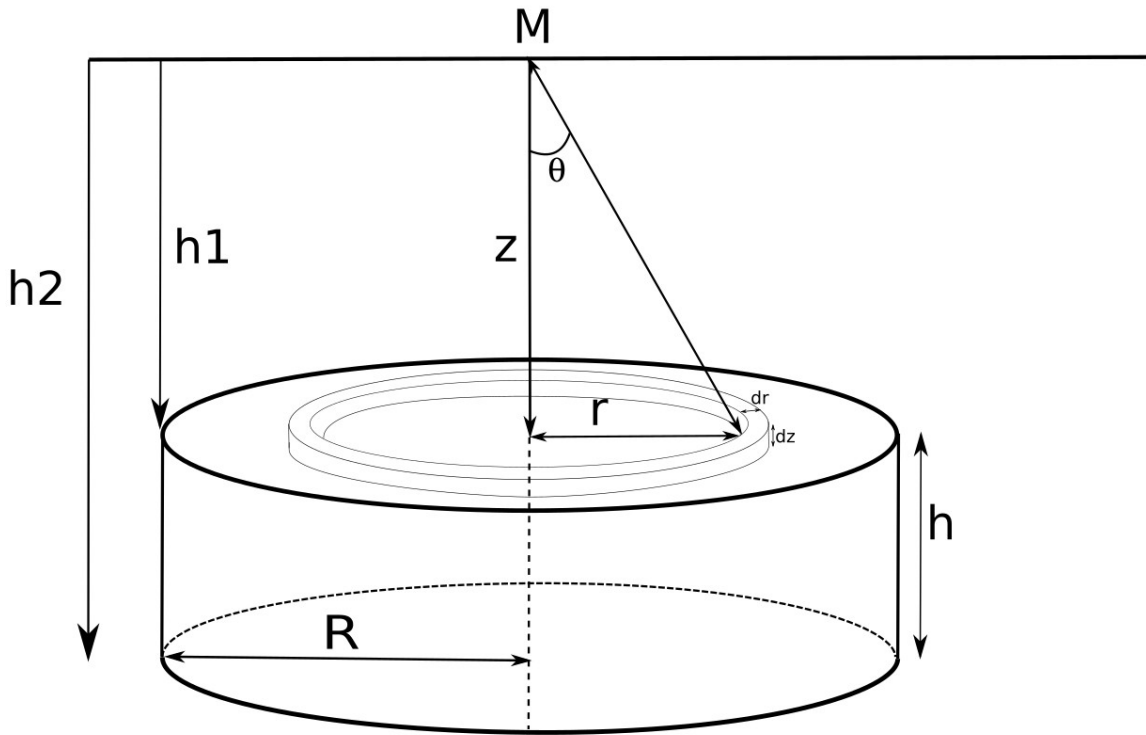
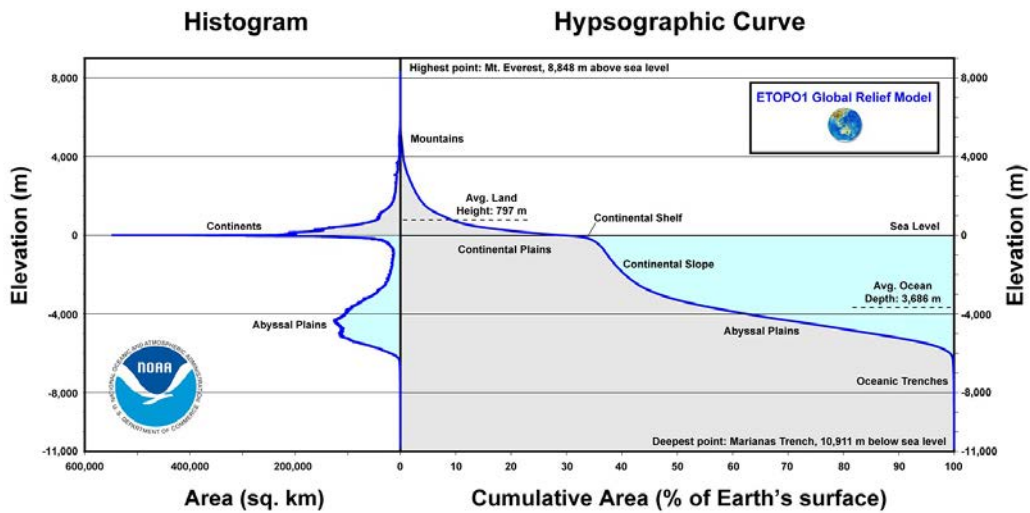


Figure 8 : Modèle d'une topographie excédentaire approchée par un cylindre de rayon R et de hauteur h. M représente le point de mesure de g.



http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo1_surface_histogram.html

Figure 9 : Histogramme de fréquence et courbe hypsographique de la surface de la Terre. On rappelle quelques termes simples d'anglais : area = surface ; height = altitude ; continental shelf = plateau continental ; sea level = niveau marin ; depth = profondeur ; avg. = average = moyen ; trenches = fosses ; sq. km = kilomètres carrés.

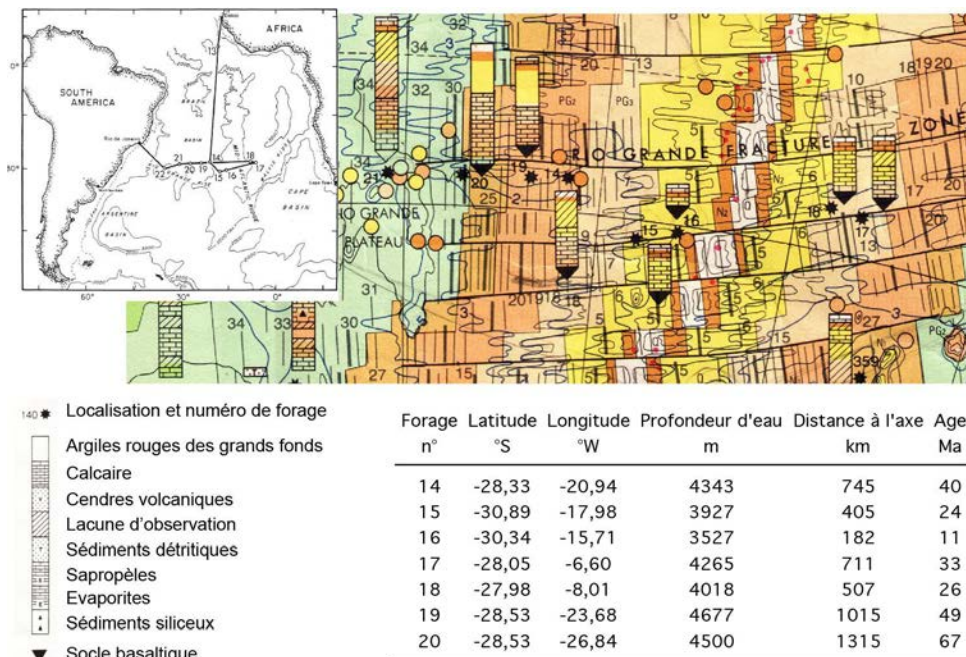


Figure 10 : Localisation des forages DSDP (Deep Sea Drilling Program) réalisés en 1968 dans l'Atlantique sud (extrait de la carte UNESCO-CCGM de l'océan Atlantique). Le tableau indique la distance des forages à l'axe de la dorsale et l'âge des sédiments les plus anciens au niveau de chaque forage (en million d'années).

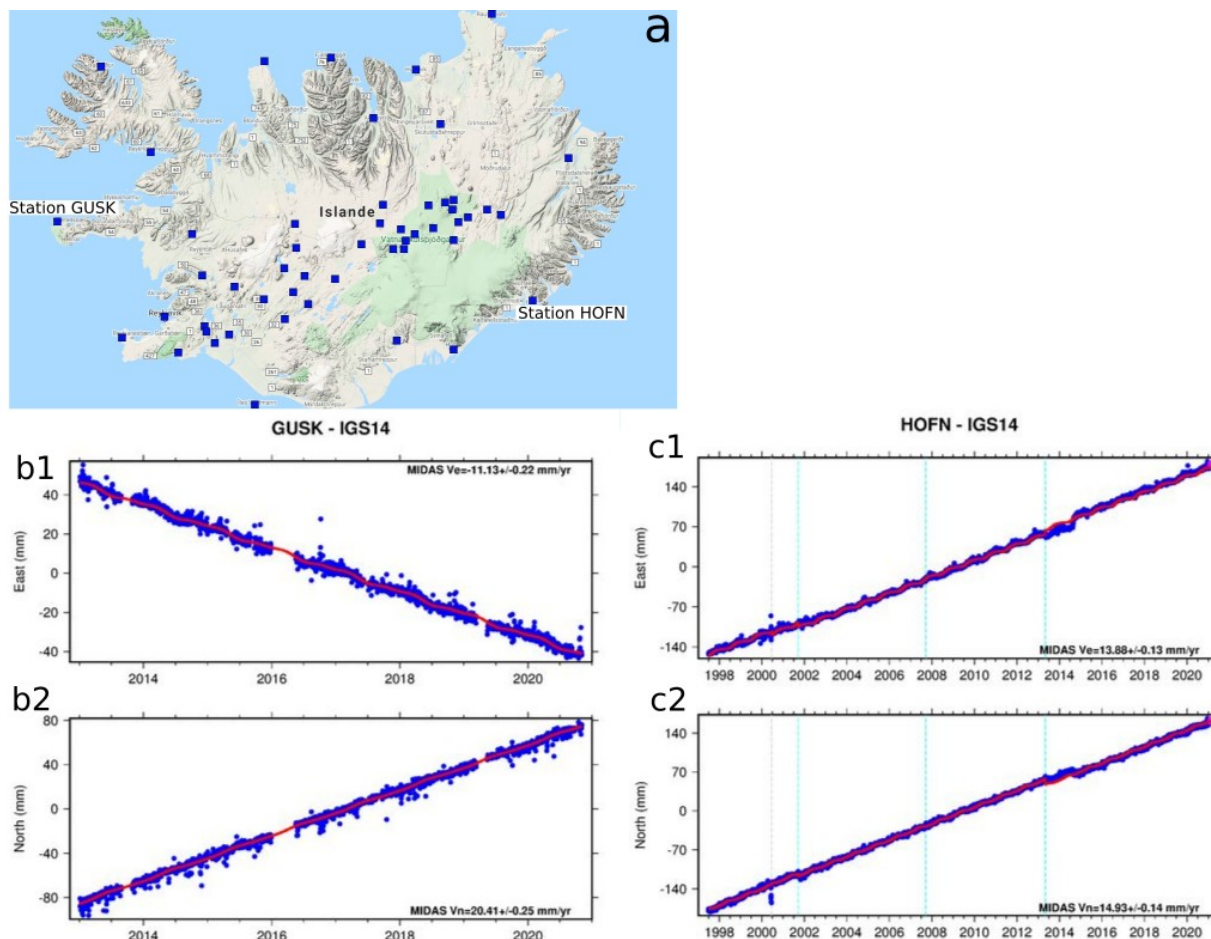


Figure 11 : a : carte de l'Islande avec la position des stations GPS permanentes GUSK et HOFN. b1 et b2 : Séries temporelles mesurées au niveau de la station GUSK (sur la plaque Amérique du Nord). Les pentes des droites sont, respectivement de -11,13 et de +20,41 pour b1 et b2. c : Séries temporelles mesurées au niveau de la station HOFN (sur la plaque Eurasie). Les pentes des droites sont, respectivement de +13,88 et de +14,93 pour c1 et c2. Les données sont dans le référentiel IGS14.

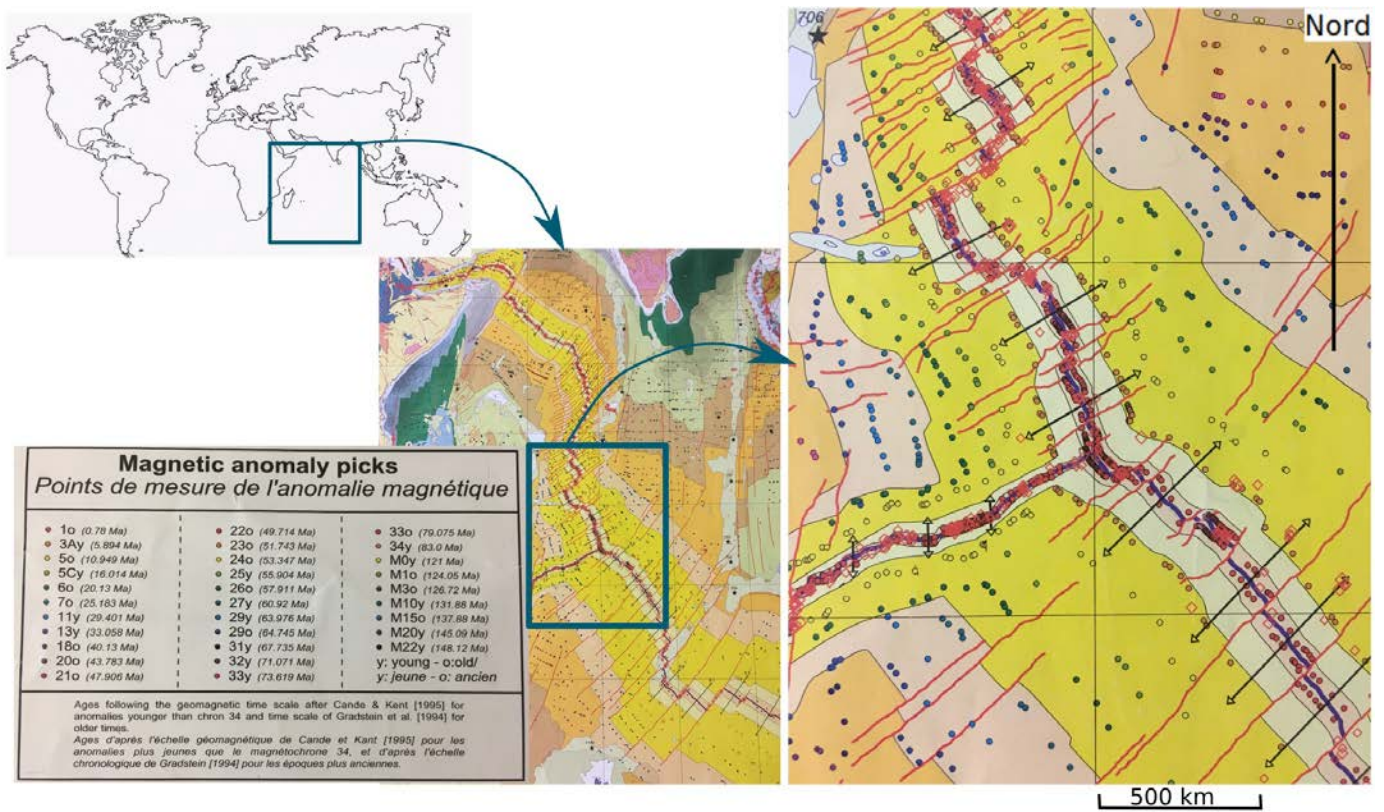


Figure 12 : Extrait de la carte géologique de l'océan indien et de sa légende montrant l'âge du plancher océanique et les anomalies magnétiques.



Figure 13 a : cordons littoraux surélevés près de Bathurst Inlet (Canada)

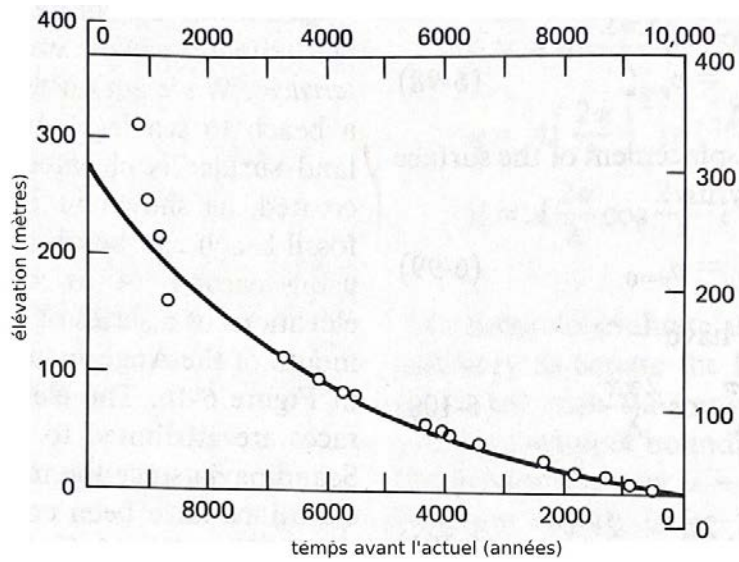


Figure 13 b : élévation des cordons littoraux de la rivière Angerman (Suède) en fonction de leur âge.

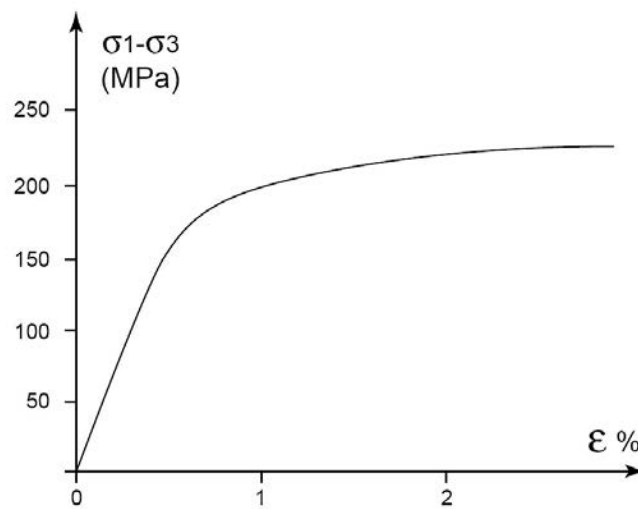


Figure 14 : Relation contraintes – déformation pour un cylindre de roche en compression à une température de 25°C et une pression lithostatique de 100 MPa

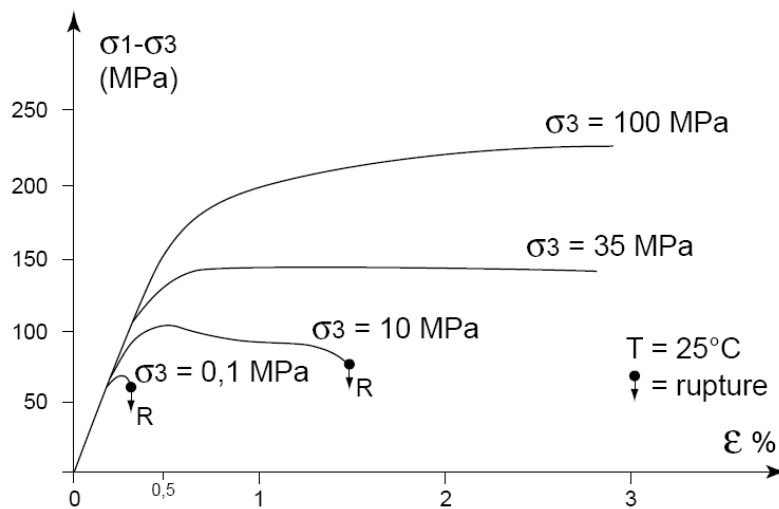


Figure 15 : Relation contraintes – déformation pour un cylindre de marbre déformé à une température de 25°C et des pressions lithostatiques variables.

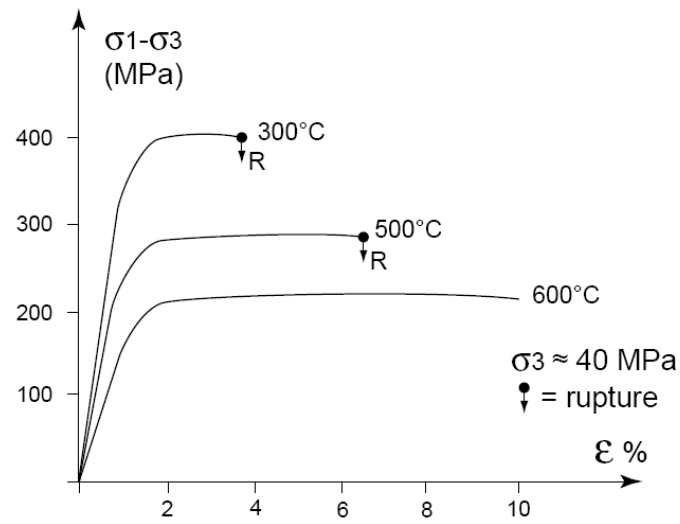


Figure 16 : Relation contraintes – déformation pour un cylindre de calcaire déformé à une pression lithostatique de 40 MPa et des températures variables.

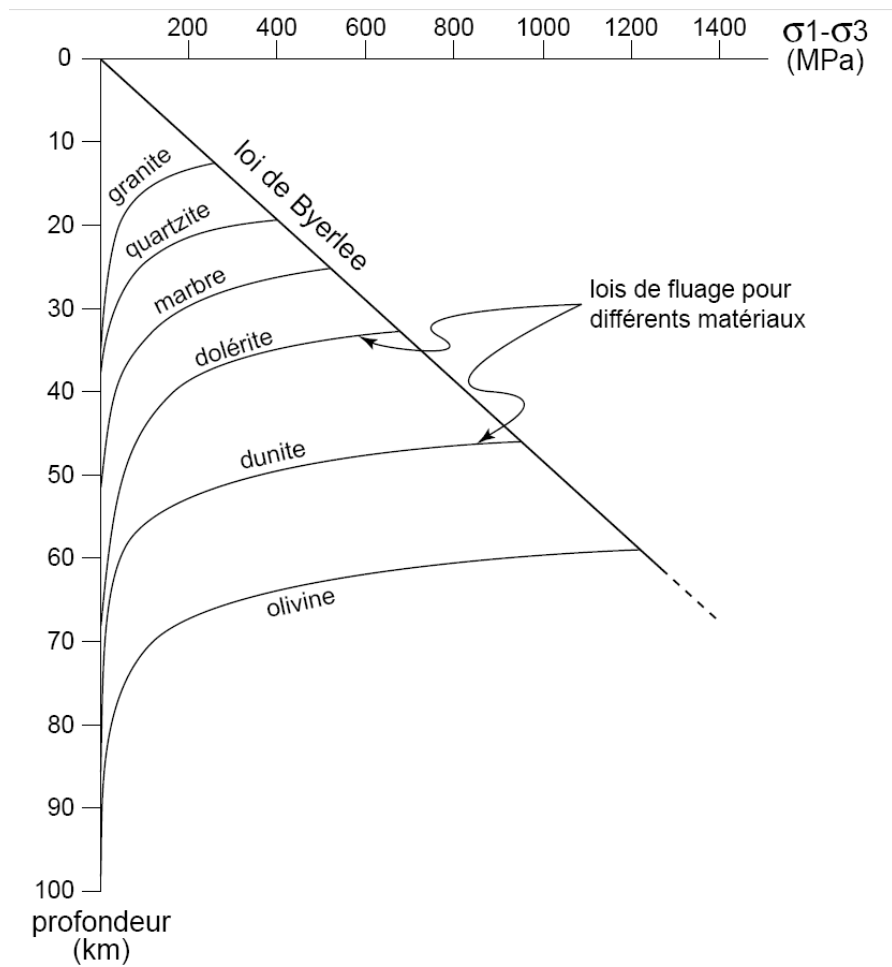


Figure 17 : Enveloppes rhéologiques de quelques minéraux et roches de la lithosphère.

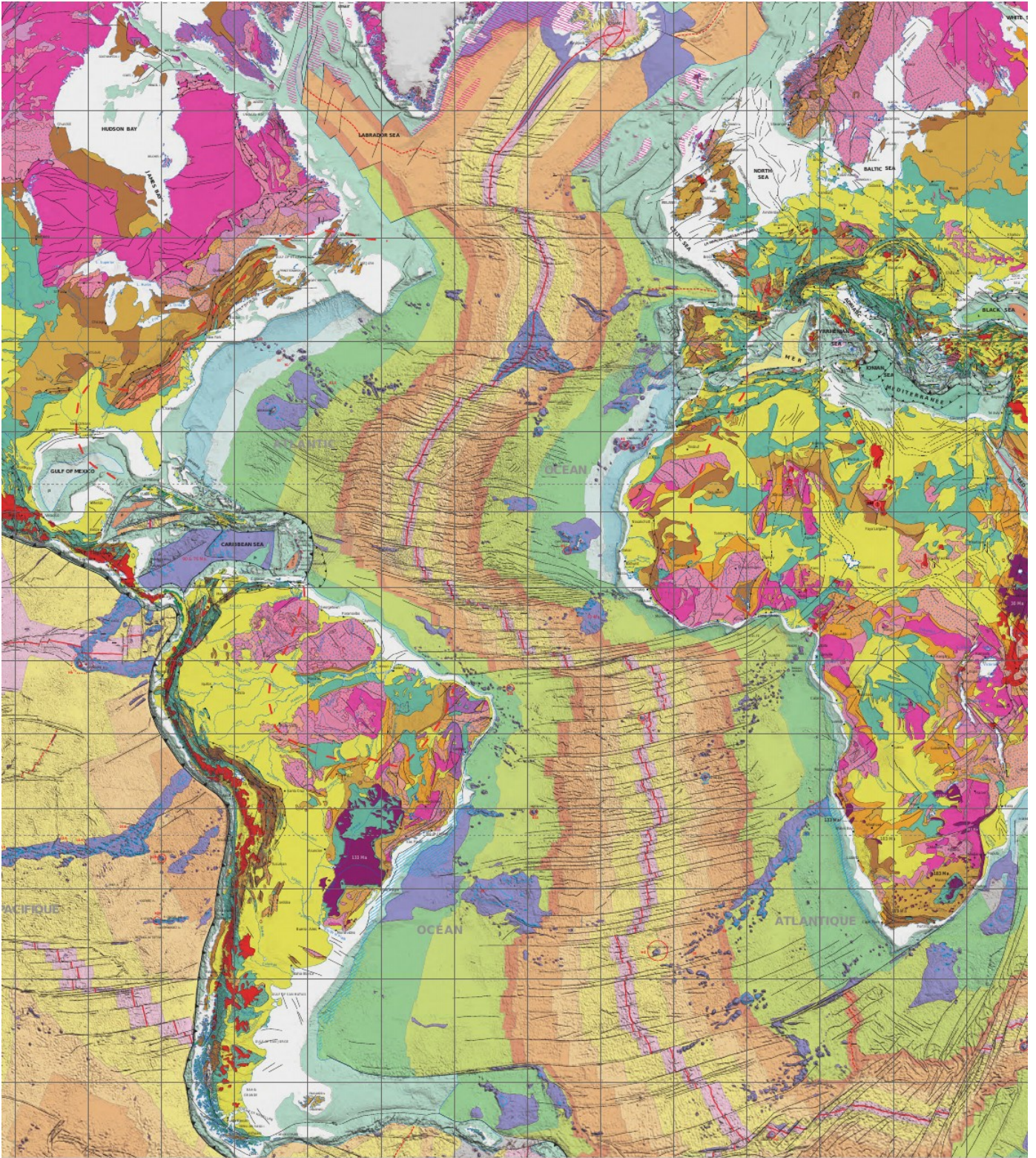


Figure 18a : Extrait de la carte géologique du monde avec l'âge du domaine océanique.

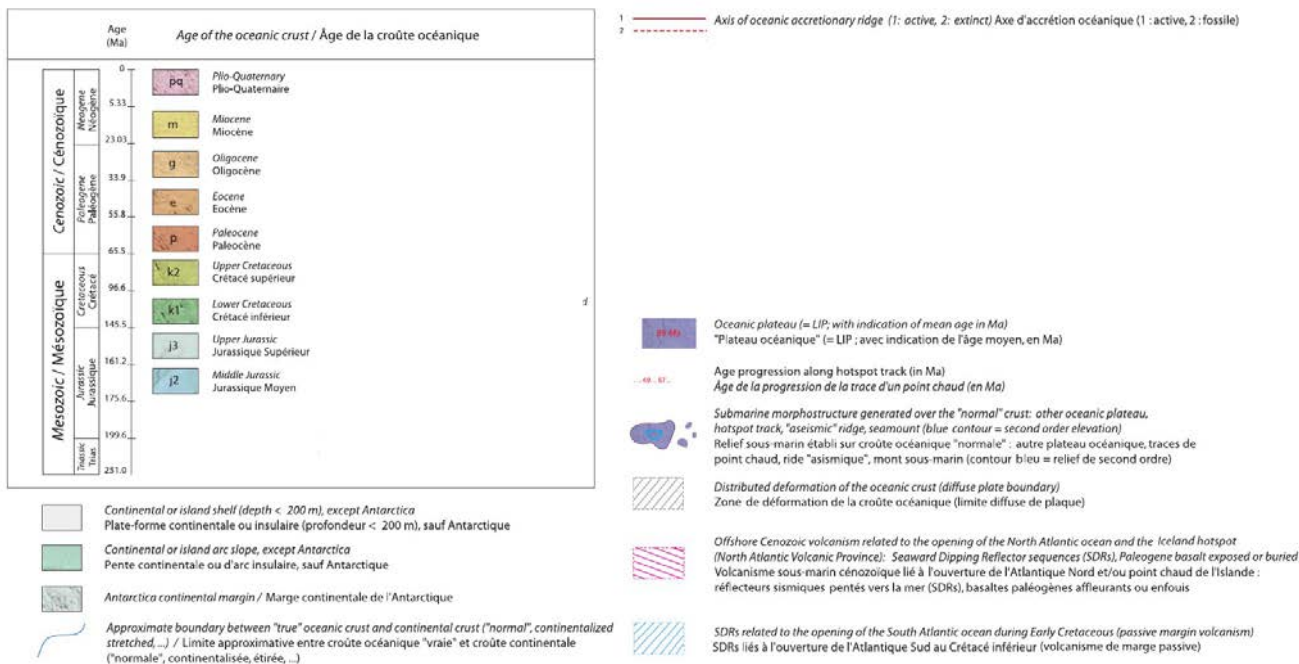


Figure 18b: légende simplifiée de la carte en 17a

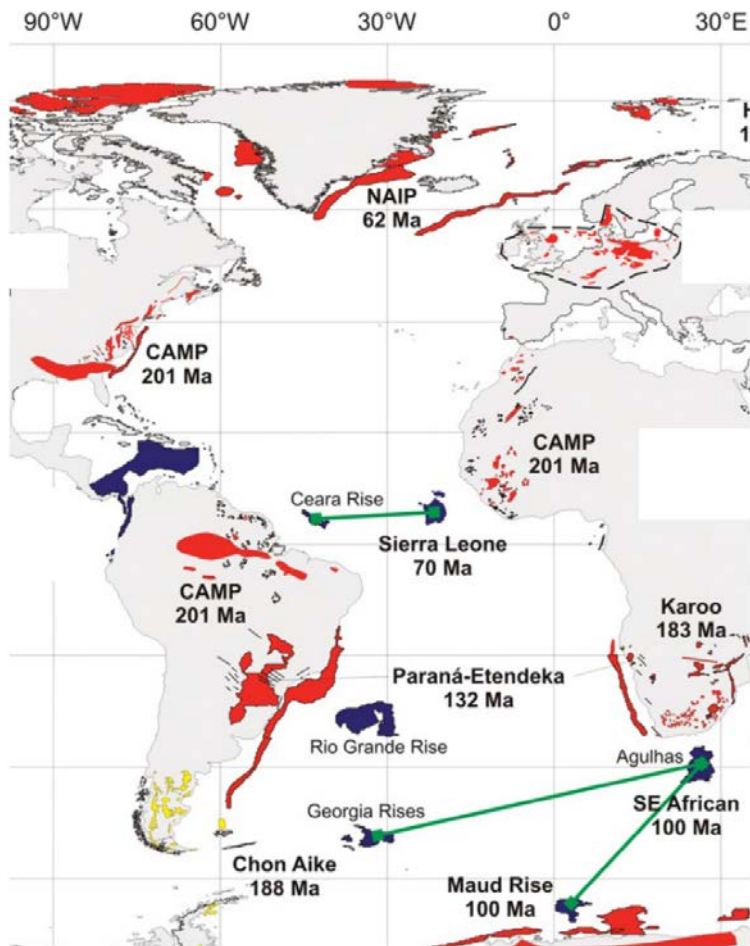


Figure 19: Extrait d'une carte centrée sur l'Atlantique et représentant la répartition et l'âge des provinces magmatiques géantes (rouge: basaltes de trapps ou de marge passive volcanique; bleu: plateaux océaniques). CAMP: Central Atlantic magmatic province; NAIP: North Atlantic igneous province.

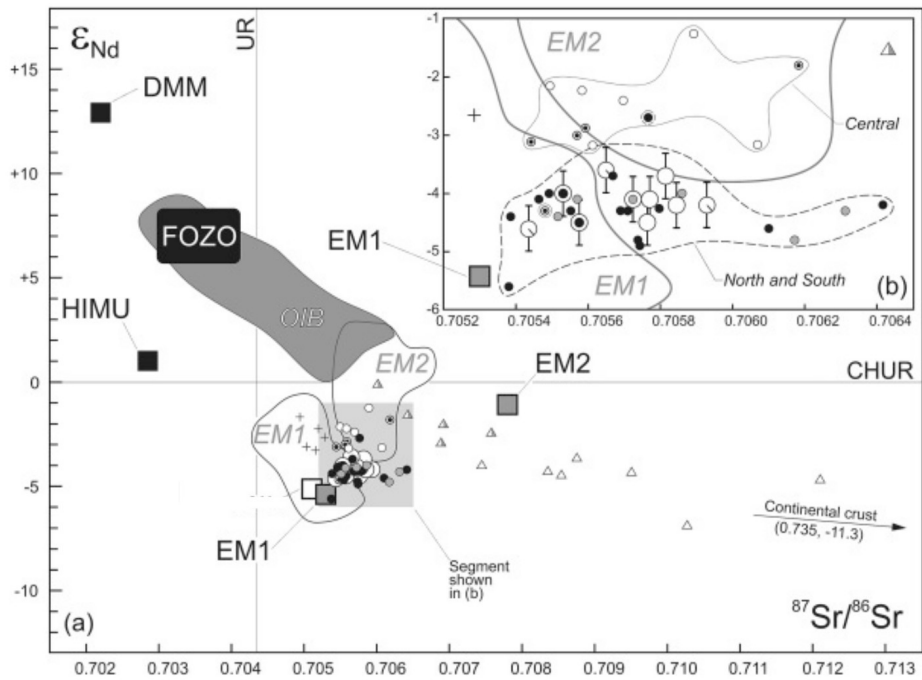


Figure 20 : géochimie des basaltes des trapps de Parana et Etendeka (ronds blancs, gris, et noirs, triangles, croix). Sont représentés les pôles mantelliques: DM "depleted mantle" = manteau appauvri; EM1 (ou EM2) "enriched mantle 1 (ou 2)" = manteau enrichi 1 (ou 2); HIMU "high μ " = manteau à haut μ (μ = rapport U/Pb) . FOZO "focus zone" = zone de convergence des signatures géochimiques des OIB. CHUR "chondritic uniform reservoir" = réservoir chondritique uniforme.

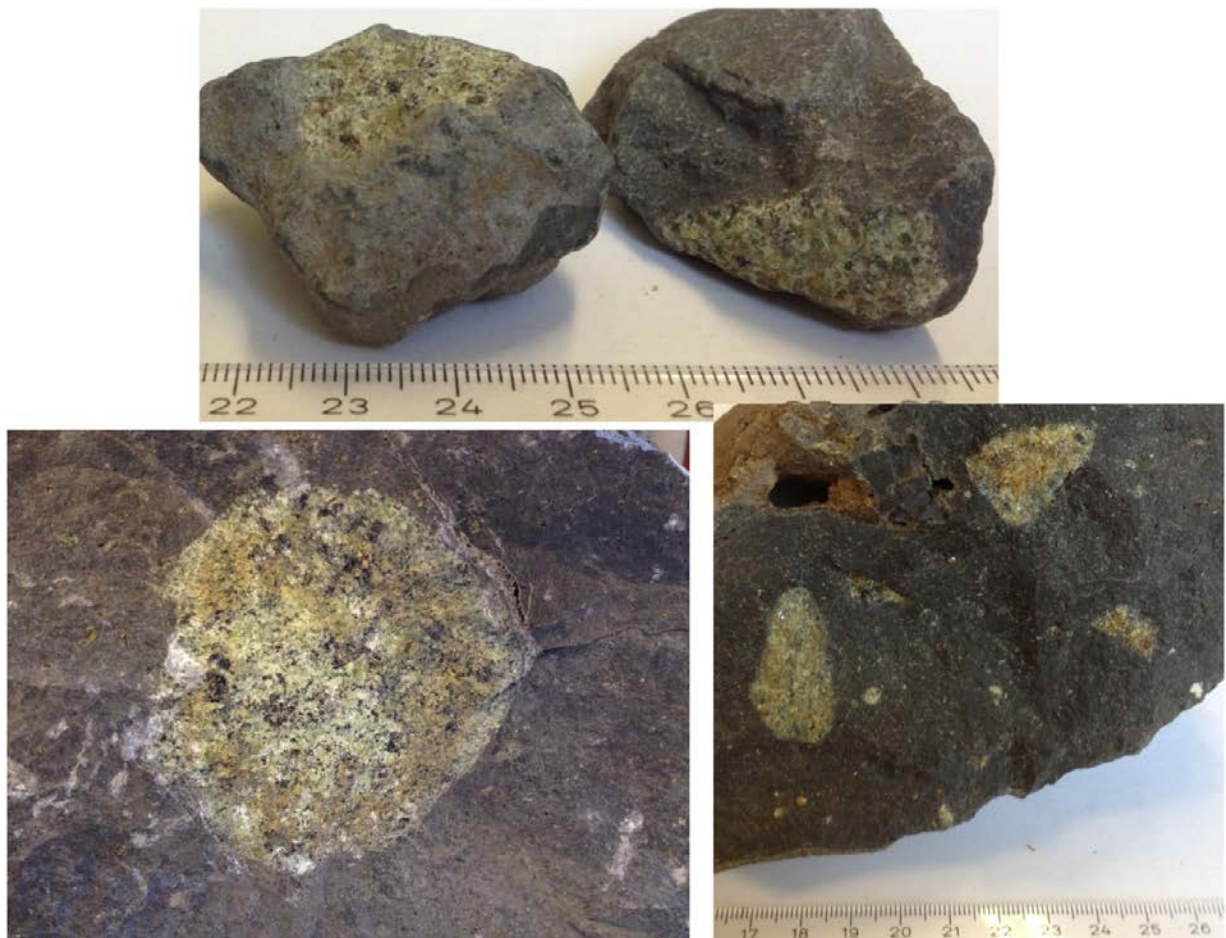


Figure 21 : Photographie de laves retrouvées dans la région du Massif Central.

	1 Manteau terrestre (composition recalculée à partir d'une chondrite)	2 Péridotite (Iherzolite à grenat, Afrique du Sud)	3- Basalte alcalin (Polynésie française)	4- Basalte tholéiitique (Japon)
SiO ₂	48,00	45,70	42,00	49,78
TiO ₂	0,13	0,05	4,23	0,68
Al ₂ O ₃	3,00	1,60	12,50	15,69
Cr ₂ O ₃	0,55	0,41		
Fe ₂ O ₃	0	0,77	14,33	2,73
FeO	13,00	5,21	0	9,20
MnO	0,40	0,09	0,19	0,35
MgO	31,00	42,80	9,59	7,79
CaO	2,30	0,70	11,13	11,93
Na ₂ O	1,10	0,09	2,47	1,21
K ₂ O	0,13	0,04	0,93	0,29
NiO		0,26		
P ₂ O ₅	0,34	0,01	0,66	0,07
H ₂ O+		1,28	1,11	
H ₂ O-		0,28		
Total	99,95	99,29	99,14	99,72

Tableau 1: Analyses chimiques de péridotites et de basaltes.

Fin du sujet

